DOI: 10.21513/0207-2564-2019-4-67-100 УДК 551.46.261

СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОЕ КОЛЕБАНИЕ И БЮДЖЕТ ТЕПЛА ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

А.Б. Полонский, П.А. Сухонос

Институт природно-технических систем,
Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Ленина, 28; *apolonsky5@mail.ru*; *pasukhonis@mail.ru*

Реферат. Работа посвящена анализу взаимодействия Североатлантического колебания (САК) и межгодовой изменчивости компонентов замкнутого теплового баланса верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) Северной Атлантики по данным океанического ре-анализа ORA-S3 за зимний период 1959-2011 гг. Подтверждается, что изменчивость САК на масштабе 6-8 лет представляет собой связанные колебания в североатлантической системе океан-атмосфера. Характерное время запаздывания океанского отклика на атмосферное воздействие (межгодовые вариации САК) составляет 24-28 месяцев для западных частей субтропического и субполярного круговоротов. В центральной и восточной частях субтропического круговорота изменения компонентов теплового баланса и индекса САК преимущественно синфазны. Типичная скорость распространения океанического сигнала в ВКС из западной части субтропического круговорота до области Исландского минимума составляет 6-7 см/с. Полный цикл взаимодействия САК с аномалиями компонентов бюджета тепла ВКС с учетом времени их адвекции составляет порядка 6-8 лет. Формированию положительной фазы САК в январе предшествуют (при временных сдвигах около 25 месяцев) положительные аномалии температуры ВКС в Гольфстриме. При этом распределение частной производной температуры ВКС характеризуется положительной аномалией во внутренней части субтропического круговорота и Восточно-Гренландском течении и отрицательной аномалией в западной части субтропического круговорота. Развитию отрицательной фазы САК предшествуют условия противоположного характера.

Ключевые слова. Североатлантическое колебание, тепловой баланс, верхний квазиоднородный слой, межгодовая изменчивость, Северная Атлантика.

Введение

Североатлантическое колебание (САК) – один из важнейших процессов, определяющих межгодовую изменчивость крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северном полушарии (Walker, Bliss, 1932; Wallace, Gutzler, 1981; Barnston, Livezey, 1987; Hurrel, 1995; Mächel et al., 1998). Этот климатический сигнал характеризуется изменением интенсивности зональной циркуляции и смещением воздушных масс между субтропическим и субполярным центрами действия атмосферы в Северной Атлантике. Вместе с тем, САК зна-

чимо выделяется в океанических полях. Анализу ключевых особенностей САК и его проявления в характеристиках атмосферы и океана посвящена обширная литература (см. например, Marshall et al., 2001; Visbeck et al., 2003; Джиганшин, Полонский, 2003, 2009; Полонский и др., 2004; Hurrell, Deser, 2010; Нестеров, 2013 и библиографию в них). Однако, несмотря на большое внимание, уделяемое исследователями САК, ряд вопросов, связанных с механизмом формирования межгодовых вариаций в североатлантической системе океан-атмосфера, остается открытым.

Согласно гипотезе Бьеркнеса, периоды с аномально ослабленным и аномально интенсивным характером атмосферной циркуляции в Северной Атлантике сопровождаются изменениями в поле ветра, которые и приводят к формированию термических аномалий в океане, характеризующихся противоположными знаками в субполярных и субтропических районах (Bjerknes, 1964). Эта гипотеза была подтверждена в работе (Kharin, von Storch, 1990) на основе канонического корреляционного анализа полей атмосферного давления и температуры воды без учета сезонных особенностей влияния САК на температуру поверхности океана (ТПО). Однако проведенный позже анализ данных за период 1873-2001 гг. показал, что корреляционные связи между полями приземного давления, температуры воды и воздуха в Северной Атлантике и индексом САК неустойчивы, причем не только в пространстве, но и во времени (Polyakova et al., 2006). Этот результат подтверждает выполненные ранее оценки авторов работ (Полонский, Семилетова, 2002; Rybak, Rybak, 2005).

Известно, что изменения крупномасштабной завихренности в поле ветра, обусловленные САК, оказывают существенное влияние на межгодовую изменчивость характеристик западных пограничных течений в Северной Атлантике (см. например, Джиганшин, Полонский, 2009; DiNezio et al., 2009, Chaudhuri et al., 2011). Однако другие авторы утверждают, что такое влияние имело наиболее выраженный характер в период 1986-1998 гг., а до и после указанного периода эта связь была выражена слабо (Meinen et al., 2010). Кроме этого, авторы работы (Andres et al., 2013) отметили более интенсивное воздействие САК на межгодовую изменчивость уровня моря вдоль северо-восточного побережья Северо-Американского континента в период 1987-2012 гг. по сравнению с периодом 1970-1987 гг. Одни авторы в качестве причины изменения степени влияния САК на характеристики Северной Атлантики в отдельные периоды выделяют изменение эффективности обратных связей в системе океан-атмосфера (Czaja, Frankignoul, 1999; Мохов и др., 2000). Другие авторы указывают на взаимодействие САК с другими климатическими сигналами в системе океан-атмосфера, например, Атлантической мультидекадной осцилляцией (Peings, Magnusdottir, 2014; Delworth et al., 2017).

Северный субполярный циклонический круговорот (ССЦК) в Северной Атлантике испытал резкое потепление в середине 1990-х годов. Одни авторы ассоциируют это событие с межгодовыми изменениями САК, которые привели к ослаблению интенсивности циркуляции и меридиональному сужению ССЦК (Sarafanov et al., 2008). Причем, сопутствующее этому потепление ССЦК происходило за счет усиления меридиональной адвекции теплых вод

Северного субтропического антициклонического круговорота (ССАК) (Hátún et al., 2005). Другие авторы указывают на то, что такое потепление океанического круговорота вероятно связано с запаздыванием реакции океана на состояние атмосферы, которое характеризовалось положительной фазой САК в период 1988-1995 гг. В этот период происходила повышенная отдача тепла с поверхности океана в море Лабрадор, которая привела к усилению глубокой конвекции и, как следствие, интенсификации меридиональной термохалинной циркуляции (Deshayes, Frankignoul, 2008). Последовавшее усиление меридионального переноса тепла и явилось причиной потепления ССЦК (Robson et al., 2012). Анализ результатов модельного исследования (Lohmann et al., 2009a) показал, что усиленная адвекция вод ССАК в ССЦК скомпенсировала потерю тепла с поверхности океана в высоких широтах и, в конечном счете, превысила ее, что и привело к потеплению ССЦК. Анализ теплового баланса верхнего слоя океана, выполненный в работе (Barrier et al., 2015), выявил, что западная и восточная части ССЦК по-разному реагируют на воздействие САК. Потепление в западной части ССЦК обусловлено реакцией океана на положительную фазу САК в период 1988-1995 гг. Усиленная потеря тепла с поверхности моря Лабрадор привела к интенсификации глубокой конвекции и меридионального переноса тепла. В восточной части ССЦК, где отсутствует глубокая конвекция, потепление вызвано межгодовым приспособлением круговорота к резким изменениям фазы САК в зимний период 1995-1996 гг. Таким образом, характер и степень влияния САК на характеристики верхнего слоя океана может существенно отличаться для разных регионов.

Важность различных механизмов в формировании наблюдаемой изменчивости САК, ТПО и компонентов теплового баланса Северной Атлантики все еще является предметом широкой дискуссии. В работе (Liu, Opsteegh, 1995) указывается на ведущую роль внутренней динамики атмосферы в формировании изменчивости в системе океан-атмосфера на межгодовых-десятилетних масштабах. Согласно результатам численных экспериментов без учета океанической адвекции тепла межгодовая-десятилетняя изменчивость ТПО в Северной Атлантике может быть описана одномерным процессом приспособления к аномалиям локальных потоков тепла на поверхности океана, за исключением областей Гольфстрима и Североатлантического течения, где важна адвекция тепла океанскими течениями (Battisti et al., 1995). Анализ численных экспериментов как с полной совместной моделью общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО), так и с предельно упрощенным океанским блоком модели, в котором учитывался только верхний перемешанный слой постоянной толщины, показал совпадение спектральных характеристик моделируемого САК в обоих случаях (Christoph et al., 2000). В ходе модельного исследования (Seager et al., 2000) установлено, что большую часть изменчивости ТПО в зимний сезон можно объяснить, как пассивную (локальную) реакцию океана на атмосферное воздействие. Это исследование в основном сфокусировано на способности модели перемешанного слоя воспроизводить трипольную структуру аномалий ТПО, обусловленную САК. Анализ результатов модельных расчетов, проведенный в работе (Ivanova et al.,

2012), показал, что в период 1990-1999 гг. зимние аномалии поверхностных потоков тепла превышали зимние аномалии адвективного переноса тепла в Гренландском и Баренцевом морях почти в четыре раза, а в море Ирмингера – примерно в два раза. Экмановская термическая адвекция преобладала над геострофической во всех трех регионах. С помощью ансамбля совместных МОЦАиО рядом авторов (Дианский и др., 1999; Fan, Schneider, 2011; Chen et al., 2016) выявлено, что обратные связи между десятилетними аномалиями ТПО в Северной Атлантике и изменчивостью внетропической циркуляции атмосферы малы по сравнению с погодным шумом и, как правило, отрицательны (то есть приводят к затуханию аномалий ТПО). Результаты указанных выше работ отрицают совместный характер взаимодействий в североатлантической системе океан-атмосфера и важность адвективных процессов в океане. Таким образом, по мнению авторов этих работ, океан в умеренных широтах Северной Атлантики в основном просто интегрирует атмосферные воздействия типа белого шума.

Проявлению САК в поле аномалий ТПО в Северной Атлантике свойственно формирование изменчивости трипольного типа, когда аномалии ТПО противоположны по знаку в субтропиках и в высоких и низких широтах (Bjerknes, 1964; Нестеров, 1992). В свою очередь, эта трипольная структура может также влиять на формирование САК (Джиганшин, Полонский, 2003), особенно осенью и в начале зимы (Gastineau, Frankignoul, 2015). Значительная часть дисперсии САК в зимний сезон (около 25%) может быть восстановлена по прошлогодней крупномасштабной структуре ТПО (Czaja, Frankignoul, 1999). Причем для описания наблюдаемой изменчивости температуры океана в Северной Атлантике, в частности трипольной структуры аномалий ТПО, важно учитывать также интенсивность средней циркуляции ССАК и ССЦК (Schneider, Fan, 2012). Приведенные результаты не только указывают на значительную устойчивость трипольной структуры, но и свидетельствуют о важной роли циркуляции верхнего слоя океана в формировании этой структуры.

С помощью вихреразрешающих моделей циркуляции океана авторы статей (Marsh et al., 2008; Grist et al., 2010) показали, что адвекция термических аномалий важна в бюджете тепла верхнего слоя океана в средних и высоких широтах, и что она определяет межгодовые-десятилетние изменения ТПО. Прямые оценки горизонтальной термической адвекции в Субполярной Атлантике за период 1992-1999 гг. показали, что вклад этого компонента теплового баланса в межгодовые изменения зимней ТПО превышает вклад тепловых потоков на поверхности океана (Verbrugge, Reverdin, 2003). В этой работе также отмечено, что горизонтальная адвекция тепла в период с 1994 по 1998 год увеличилась в ССЦК и уменьшилась в западной части ССАК. Причем в изменчивости поверхностных потоков тепла значимые тенденции не обнаружены.

Что касается точных оценок изменений теплозапаса океана, связанных с вихревой динамикой в области западного погранслоя, то их получение затруднено, особенно за прошлые десятилетия. В работе (Penduff et al., 2004) выявлено наличие слабой связи между САК и изменчивостью вихревой кинетической энергии в окрестности Гольфстрима. Авторы (Zhai, Sheldon,

2012) утверждают, что изменения вихревого поля Гольфстрима между периодами 1980-1995 гг. и 1955-1970 гг. играли второстепенную роль в бюджете тепла. Тем не менее, в ряде работ (см. например, (Полонский, Сухонос, 2018)) показано, что горизонтальная вихревая диффузия тепла вносит значительный вклад в изменение температуры верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в западной части ССАК на межгодовом-десятилетнем масштабе. Подчеркнем, что особенности изменений горизонтального турбулентного обмена на климатических временных масштабах мало изучены. Отметим вместе с тем, что авторами работы (Busecke, Abernathey, 2019) обнаружено, что межгодовая изменчивость горизонтального перемешивания в отдельных регионах Мирового океана высоко коррелирует с климатическими индексами. Таким образом, опубликованные оценки демонстрируют расхождение в величине вклада отдельных составляющих бюджета тепла в межгодовое-десятилетнее изменение температуры верхнего слоя океана.

Анализ отдельных компонентов теплового баланса показал, что для аномалий температуры верхнего слоя океана, сформированных изменчивостью ветровой циркуляции, связанной с САК, и распространяющихся по Североатлантическому течению, важна адвекция термических аномалий средними течениями (Krahmann et al., 2001). Причем аномалии поверхностных потоков тепла отвечают только за треть общего изменения температуры верхнего слоя. Десятилетние изменения теплозапаса в восточной части ССЦК в основном определяются адвекцией аномалий температуры средними течениями, которая тесно связана с соотношением холодных субполярных и теплых субтропических вод, переносимых Североатлантическим течением (Desbruyères et al., 2015). Анализ замкнутого бюджета тепла для акватории Субполярной Атлантики подтвердил важную роль среднеширотной адвекции тепла в изменениях теплозапаса десятилетнего масштаба (Piecuch et al., 2017). Однако в данной работе подчеркивается, что изменения горизонтальной адвекции тепла связаны с аномалиями циркуляции, которые переносят средний градиент температуры. Таким образом, относительная роль компонентов адвективных переносов тепла в межгодовой-десятилетней изменчивости температуры верхнего слоя океана до конца не выяснена.

Цель настоящей работы – уточнить характер взаимодействия САК и межгодовой изменчивости компонентов теплового баланса верхнего слоя Северной Атлантики по однородным и длительным доступным данным океанического ре-анализа ORA-S3 за зимний период 1959-2011 гг.

Описание данных и методика их обработки

В работе использованы среднемесячные данные океанического ре-анализа ORA-S3 (Balmaseda et al., 2008) по температуре океана, трехмерному полю течений и толщине ВКС для акватории Северной Атлантики (0-70° с. ш. 8-80° з. д.) с 1959 по 2011 год. Для расчета толщины ВКС в модели океана в ре-анализе применяется схема, основанная на полуэмпирической теории турбулентности. Суть используемой схемы заключается в вычислении числа

Ричардсона, при этом толщина ВКС принимается равной глубине, на которой число Ричардсона достигает критического значения, подобно тому, как это делалось в работах (Калацкий, 1978; Pacanowski, Philander, 1981). Для случаев неустойчивой стратификации в модели океана применяется конвективное приспособление (Wolff et al., 1997). Данные о касательном напряжении трения ветра и суммарных потоках тепла на поверхности океана по акватории Северной Атлантики получены из массива атмосферного ре-анализа ERA-40 (Uppala et al., 2005) за период с января 1959 г. по июнь 2002 г. и оперативного анализа по модели ERA-40 за период с июля 2002 г. по декабрь 2011 г. Потоки тепла и импульса из атмосферного ре-анализа и оперативного анализа ERA-40 используются в качестве граничных условий для модели океана в ре-анализе ORA-S3. По этим данным рассчитывалась завихренность касательного напряжения трения ветра для каждого месяца $rot_z\tau = \partial\tau_y/\partial x - \partial\tau_x/\partial y$ (Н/м^3), где τ_x, τ_y – зональная и меридиональная компоненты вектора касательного напряжения трения ветра. Вертикальная ось z направлена вверх, то есть при анализе пространственного распределения средних величин завихренности под антициклонической (циклонической) завихренностью понимаются отрицательные (положительные) значения.

Среднемесячные величины индекса САК за 1959-2011 гг. взяты с сайта Национального центра прогнозирования климата, США (CPC, NOAA) (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml). Индекс САК представляет собой временной коэффициент при соответствующей пространственной моде, полученный в результате разложения ежемесячных полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа на эмпирические ортогональные функции (Barnston, Livezey, 1987).

Уравнение теплового баланса ВКС в предположении о вертикальной однородности температуры в нем имеет следующий вид:

$$T_t = -UT_x - VT_y - \frac{(T - T_{-H}) \cdot W'_{-H}}{H} + \frac{Q_0 - Q_{-H}}{\rho_0 C_P H} + HED \quad (1)$$

Здесь ρ_0 – плотность морской воды в ВКС, C_P – теплоемкость морской воды при постоянном давлении, H и T – толщина и температура ВКС, U, V – средние в пределах ВКС зональная и меридиональная компоненты вектора течений, W'_{-H} – вертикальная скорость течений, нормальная к топографии нижней границы ВКС, с учетом его горизонтальной неоднородности ($W'_{-H} = W_{-H}+U_{-H}H_x+V_{-H}H_y$), T_x (H_x) и T_y (H_y) – зональный и меридиональный градиенты температуры (толщины) ВКС, T_t – локальное изменение температуры ВКС, UT_x, VT_y, и $(T-T_{-H})\cdot W'_{-H}/H$ – зональная, меридиональная и вертикальная адвекция тепла, соответственно; Q_0 и Q_{-H} – тепловые потоки на верхней и нижней границах ВКС. Ось x направлена на восток, ось y – на север. Начало системы координат находится на невозмущенной поверхности океана.

Поток тепла на нижней границе ВКС Q_{-H} зависит от скорости заглубления ВКС ($DH/Dt = \partial H/\partial t + U_{-H}H_x + V_{-H}H_y$), скачка температуры ($T - T_{-H}$) и скорости вертикальных движений у его основания (W_{-H}) и оценивается из обобщенного на случай горизонтально-неоднородного океана соотношения Крауса – Тернера (Kraus, 1977; Полонский, 1989):

$$Q_{-H} = \begin{cases} \rho_0 C_P (T - T_{-H}) \cdot \left(\dfrac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) & при \quad \left(\dfrac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) < 0 \\ 0 \quad при \quad \left(\dfrac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) \geq 0 \end{cases} \qquad (2)$$

Последнее слагаемое в правой части уравнения (1) характеризует горизонтальный вихревой перенос тепла *(HED – horizontal eddy diffusivity*), который определялся так же, как и в работе (Wolff et al., 1997), а именно:

$$HED = \left(1.5 \cdot 10^3 + F\right) \cdot \left(T_{xx} + T_{yy}\right) + F_x T_x + F_y T_y \qquad (3)$$

Здесь F – функция, пропорциональная квадрату локальной скорости деформации ($(V_x+U_y)^2$), а ($T_{xx}+T_{yy}$) – лапласиан температуры ВКС.

Кроме указанных компонентов, суммарный тепловой баланс ВКС содержит в себе также разнородные ошибки, только часть из которых можно прямо оценить по имеющимся данным. Апостериорный анализ погрешностей показал, что их интегральный эффект составляет порядка 10% от величины основных слагаемых бюджета тепла ВКС. Более подробно методика расчета компонентов теплового баланса и оценка погрешностей, возникающих при этом, изложена в статье (Полонский, Сухонос, 2018).

В настоящей статье используются методы спектрального, композитного, корреляционного и регрессионного анализа с соответствующей оценкой статистической значимости. Перед проведением анализа из временных рядов всех рассматриваемых характеристик и индекса САК были удалены линейные тренды за период 1959-2011 гг. Оценка параметров линейного тренда проводилась по методу наименьших квадратов.

Результаты и их анализ

Межгодовые вариации компонентов теплового баланса ВКС и САК

Межгодовая изменчивость компонентов теплового баланса ВКС анализируется с помощью гистограмм периодограмм временных рядов составляющих бюджета тепла ВКС в январе. Выбор этого месяца связан с тем обстоятельством, что именно в январе аномалии характеристик ВКС, связанные с САК, максимальны (Полонский и др., 2004). Периодограммы рассчитывались в узлах регулярной пространственной сетки для северной части Северной Атлантики

(30-70° с. ш. 8-80° з. д.). Все периодограммы нормировались, так как нас интересуют лишь частоты спектральных составляющих и уровни их значимости, а не конкретные значения периодограммы на тех или иных частотах. Гистограммы получены путем подсчета количества всех пиков на периодограммах для конкретного временного масштаба с целью определить спектральный состав компонентов бюджета тепла ВКС. Под пиком на периодограмме понимается наличие в соответствующем временном ряду гармонической составляющей на некотором периоде, выделяющейся по амплитуде на фоне соседних гармоник. Количество пиков соответствует числу узлов сетки, в которых наблюдался локальный максимум на периодограмме в окрестности выбранного периода. Именно это число и отложено по оси ординат на рис. 1.

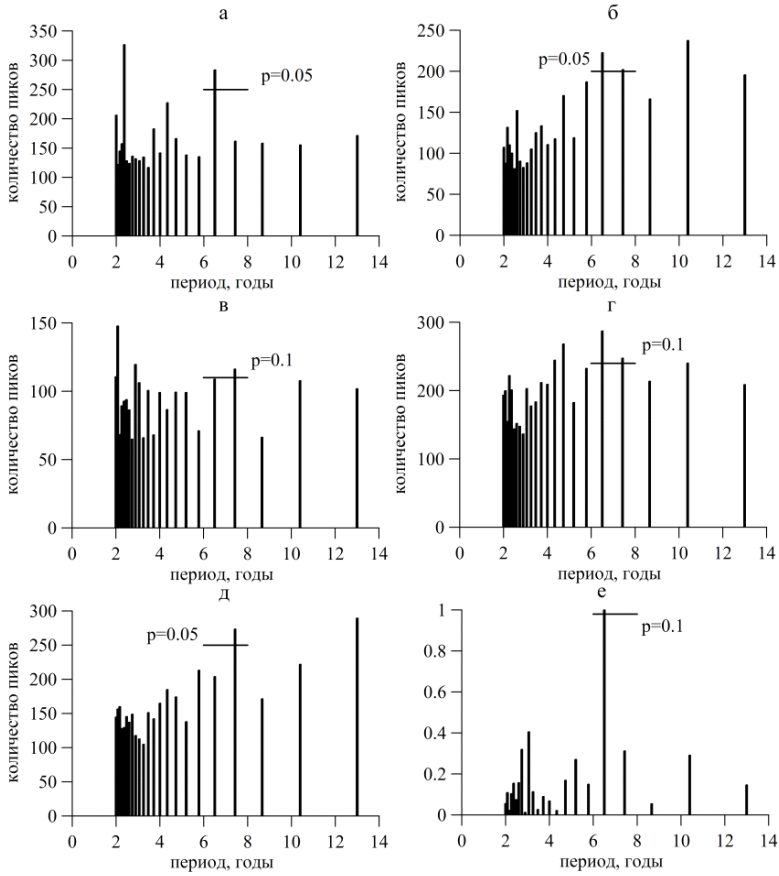

Рисунок 1. Гистограммы периодограмм временных рядов частной производной температуры ВКС (а), горизонтальной (б) и вертикальной (в) адвекции тепла, суммарного потока тепла на поверхности океана (г) и горизонтальной вихревой диффузии тепла (д) в северной части Северной Атлантики (30-70° с. ш. 8-80° з. д.) и нормированная периодограмма индекса САК в январе за 1959-2011 гг. (е)

Горизонтальная линия в диапазоне 6-8 лет указывает уровень значимости p спектрального пика. При оценке достоверности пиков число степеней свободы определялось по числу периодограмм, содержащих пики на определенных частотах с учетом когерентности между анализируемыми временными колебаниями

Гистограммы периодограмм временных рядов компонентов теплового баланса ВКС свидетельствуют о наличии в этих временных рядах квазидвухлетней цикличности и периодичности с максимумом в диапазоне 6-8 лет (рис. 1, а-д). На масштабах 6-8 лет наиболее значимы пики в частной производной температуры ВКС, горизонтальной адвекции тепла и горизонтальной вихревой диффузии тепла. Гистограмма периодограмм временных рядов январской температуры ВКС также характеризуется наличием значимых пиков на этих периодах, что в целом подтверждает важную роль адвективных и диффузионных переносов тепла в формировании межгодовой изменчивости температуры ВКС Северной Атлантики. Периодограмма индекса САК в январе за 1959-2011 гг. имеет значимый максимум в диапазоне 6-8 лет (рис. 1е), что подтверждает результаты, ранее опубликованных работ (Полонский и др., 2004; Rybak, Rybak, 2005 и др.).

Колебания с периодами 2-3 года характеризуют движения центров действия атмосферы в Северной Атлантике в направлении с юго-запада на северо-восток (Angell, Korshover, 1974). Авторы статьи (Polonsky et al., 2004) указывают на сложный характер взаимодействий в системе океан-атмосфера-материк в формировании колебаний с периодами 2-3 года. На гистограммах периодограмм также выделяется периодичность на масштабе около 10 лет. В настоящей статье данная периодичность анализироваться не будет из-за недостаточной длины используемых временных рядов и отсутствия значимого пика на близких периодичностях в спектре индекса САК. Дальнейшее внимание будет сосредоточено на периодичности в диапазоне 6-8 лет. Оценка статистической значимости выделенного сигнала этого временного масштаба проводилась с помощью стандартной процедуры (Теребиж, 1992). Причем при расчете эффективного числа степеней свободы принималась во внимание величина коэффициента когерентности на соответствующих частотах, полученная при взаимных спектральных оценках между флюктуациями отдельного компонента теплового баланса в разных регионах Северной Атлантики. Анализ показал, что периодичность в диапазоне 6-8 лет выделяется в Северной Атлантике на значимом уровне (90-95%) для всех основных компонентов теплового баланса ВКС (рис. 1).

Для расчета фазовой скорости распространения аномалий адвективного переноса тепла в системе Гольфстрим-Североатлантическое течение, влияющих на САК, выполнялась оценка взаимных спектров флюктуаций горизонтальной адвекции тепла и индекса САК. Кросс-спектральный анализ выявил наличие существенных гармонических составляющих (T) в рассматриваемых рядах на периодах 5.3-7.1 лет. Величины коэффициента когерентности, который характеризует коэффициент корреляции между гармоническими составляющими рядов на указанных частотах, в рассматриваемом районе превышают 0.25. Значения аргумента взаимного спектра, или кросс-фазы (f), для временных рядов горизонтальной адвекции тепла в области перехода Гольфстрима в Североатлантическое течение и индекса САК на выделенном масштабе составляют 110-120°. Указанная величина постепенно уменьшается в северо-восточном направлении. Определив кросс-фазу и период T, на кото-

рый приходится максимум взаимного спектра, можно получить сдвиг фаз Δt между изменчивостью временных рядов. С учетом полученных величин кросс-фазы и периода взаимного спектра оценка временного сдвига между изменениями горизонтальной адвекции тепла и индекса САК на указанных периодичностях составила 24-28 месяцев. Зная эту задержку и расстояние (Δx) между западной частью ССАК и областью Исландского минимума – одного из двух основных центров действия атмосферы Северной Атлантики (около 4.5 тыс. км), можно получить фазовую скорость распространения аномалий. Согласно оценкам, проведенным в настоящей работе, фазовая скорость распространения межгодовых аномалий горизонтальной адвекции тепла, способных эффективно влиять на интенсивность САК, составляет 6-7 см/с.

Отметим, что межгодовые флюктуации индекса САК и компонентов теплового баланса ВКС (при использовании среднемесячных данных) в восточной и центральной части Северной Атлантики (в том числе, в области Азорского максимума) чаще всего квазисинхронны, а в западном погранслое они преимущественно варьируют с некоторой фазовой задержкой. В связи с этим, рассмотрим взаимосвязь САК с компонентами бюджета тепла ВКС в отдельности для каждой из указанных областей.

Влияние САК на компоненты бюджета тепла в центральной и восточной части Северной Атлантики

Для анализа периодов с аномально ослабленным и аномально интенсивным характером атмосферной циркуляции выбирались январские значения индекса САК, меньшие на величину среднего квадратического отклонения или превышающие его, соответственно. Затем из полученной выборки были отобраны только те январские значения индекса САК, для которых значения индекса САК в феврале совпадали по знаку и были близки по величине. Низкие январские величины индекса САК наблюдались в 1960, 1963, 1966, 1977, 1979, 1985, 1987, 2010 годах, а высокие величины – в 1961, 1962, 1984, 1988, 1989, 1990, 1993 годах. Остальные годы были отнесены к периоду с нейтральными значениями индекса САК. Затем проводилось осреднение данных по группам лет с высокими, нейтральными и низкими величинами этого индекса. Оценка статистической значимости различий между композитными аномалиями в рассматриваемые периоды выполнена по стандартному алгоритму с привлечением t-критерия Стьюдента.

Одним из основных компонентов теплового баланса ВКС в центральной и восточной части Северной Атлантики является вертикальная адвекция тепла на нижней границе ВКС. Межгодовые колебания этой составляющей бюджета тепла с учетом горизонтальной неоднородности ВКС на большей части акватории Северной Атлантики почти полностью обусловлены флуктуациями вертикальной скорости течений на нижней границе ВКС. Заметим, что величины горизонтальных градиентов толщины ВКС в целом в Северной Атлантике малы. Топография нижней границы ВКС играет важную роль в тепловом балансе ВКС в окрестности областей глубокой конвекции в высоких широтах.

Межгодовая изменчивость рассматриваемого компонента бюджета тепла значимо коррелирует с индексом САК в центральной и восточной части Северной Атлантики. Вероятной причиной такой высокой корреляции является наличие известного из классической теории (Sverdrup, 1947; Калацкий, 1978; Полонский, 2010) положения, согласно которому вертикальная скорость на нижней границе ВКС в основном формируется за счет завихренности крупномасштабного поля ветра, за исключением случаев очень глубокого ВКС. В свою очередь, межгодовая изменчивость ротора ветра главным образом является следствием САК. На рис. 2 приводятся коэффициенты корреляции между синхронными межгодовыми колебаниями ротора ветра и вертикальной адвекции тепла на нижней границе ВКС в Северной Атлантике. Низкие величины коэффициентов корреляции наблюдаются в области к югу от 15° с. ш., в окрестности западных пограничных течений, большей части акватории моря Лабрадор и Восточно-Гренландском течении. Влияние завихренности крупномасштабного поля ветра на вертикальную адвекцию тепла в Канарском апвеллинге также относительно мало. Подъем вод здесь образуется главным образом за счет сгона воды в поверхностном слое из-за большой величины вдольбереговой компоненты касательного напряжения трения ветра в устойчивых пассатных ветрах, а не за счет локальной завихренности касательного напряжения трения ветра.

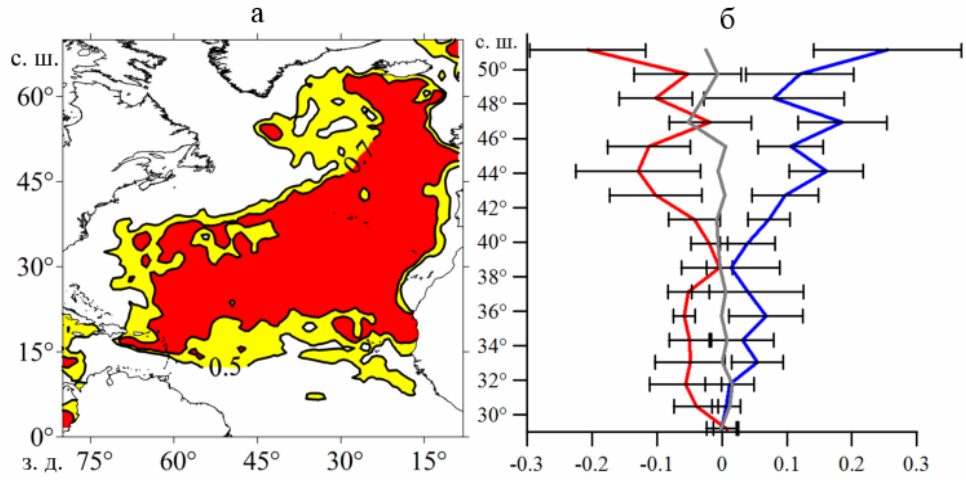

Рисунок 2. Пространственное распределение величин коэффициентов корреляции между ротором ветра и вертикальной адвекцией тепла на нижней границе ВКС в январе за 1959-2011 гг. (а). Показаны величины выше 0.5 (желтый) и 0.7 (красный). Аномалии вертикальной адвекции тепла на нижней границе ВКС в периоды с высокими (красный), нейтральными (серый) и низкими (синий) значениями индекса САК на 27° з. д. в январе (б)
По горизонтальной оси отложены единицы $\times 10^{-7}$ °С/с. Планки погрешностей характеризуют 95% доверительные интервалы

Иллюстрация проявления САК в поле ветра над Северной Атлантикой приведена на рис. 3. В периоды с большими значениями индекса САК отмечаются более высокие по модулю величины ротора ветра. При этом площадь области с антициклонической завихренностью поля ветра увеличена, а площадь области

с циклонической завихренностью в субполярной зоне уменьшена. На наличие квазисинхронной интенсификации Азорского максимума и Исландского минимума на межгодовых масштабах, указывающей на быструю перестройку зональной циркуляции в атмосфере, ранее обращалось внимание в работах (Mächel et al., 1998; Полонский, Семилетова, 2002; Полонский и др., 2004).

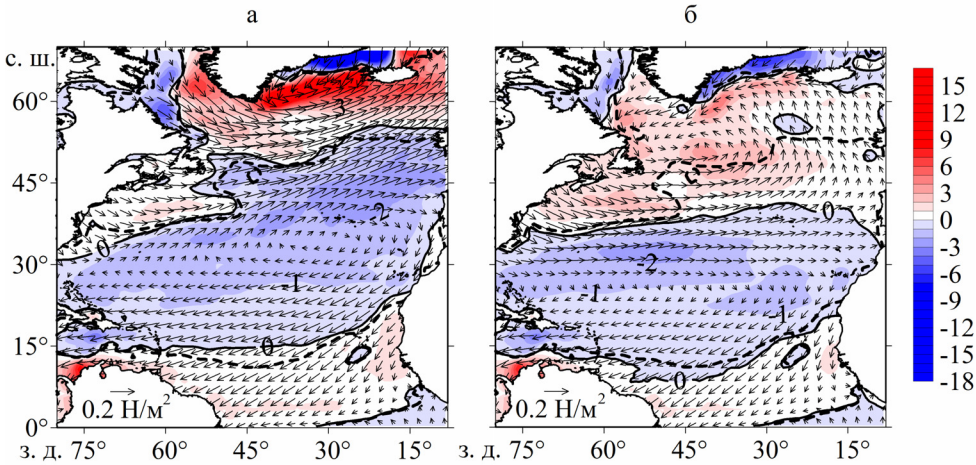

Рисунок 3. Касательное напряжение трения ветра (Н/м^2, стрелки) и его завихренность ($\times 10^{-7}$ Н/м^3) в январе в периоды с высокими (а) и низкими (б) величинами индекса САК
Пунктирные линии – линии нулевой завихренности в периоды с нейтральными величинами индекса САК

В северо-восточной части ССАК в разные фазы САК происходит смена знака крупномасштабной завихренности в поле ветра. Межгодовые аномалии вертикальной адвекции тепла на нижней границе ВКС в разные фазы САК в рассматриваемом регионе имеют противоположные знаки (рис. 2б). В положительную фазу САК в полосе широт 29-51° с. ш. на 27° з. д. формируется антициклоническая завихренность в поле ветра, что способствует развитию отрицательной аномалии вертикальной скорости течений на нижней границе ВКС и, как следствие, отрицательной аномалии вертикальной адвекции тепла. В отрицательную фазу САК отмечается соответствующая закономерность противоположная по знаку.

В восточной части ССЦК (к северу от 51° с. ш. и до Исландии на 27° з. д.) формируется циклоническая завихренность в поле ветра, особенно выраженная в зимний период. Смена фазы САК не приводит к смене знака ротора ветра (см. рис. 3). Вертикальная адвекция тепла на нижней границе ВКС в этом регионе положительна. В периоды с высокими значениями индекса САК в районе 60° с. ш. на 27° з. д. величины этого компонента бюджета тепла значимо растут по сравнению с периодами с низкими значениями индекса САК.

Таким образом, в периоды с высокими и низкими значениями индекса САК происходит перестройка ветровой циркуляции в Северной Атлантике. Из-за этого в отдельных её регионах изменение составляющих теплового баланса ВКС может быть существенным. Причем различие абсолютных величин

отдельных компонентов бюджета тепла ВКС в периоды с высокими и низкими значениями индекса САК может достигать нескольких сотен процентов.

Проиллюстрируем взаимосвязь САК с компонентами теплового баланса ВКС. На рис. 4 приведены средние величины компонентов бюджета тепла в периоды с высокими, нейтральными и низкими значениями индекса САК для отдельных узлов сетки. Координаты выбранных узлов сетки определялись с помощью корреляционного и композитного анализа временных рядов компонентов теплового баланса ВКС и индекса САК без запаздывания для центральной и восточной части Северной Атлантики. Выбранные узлы сетки характеризуют регионы с когерентной изменчивостью, в которых значения коэффициентов корреляции, рассчитанные за 1959-2011 гг., превышают по модулю 0.4 и величины разности композитных аномалий в отдельные фазы САК статистически значимы на уровне не ниже 90%.

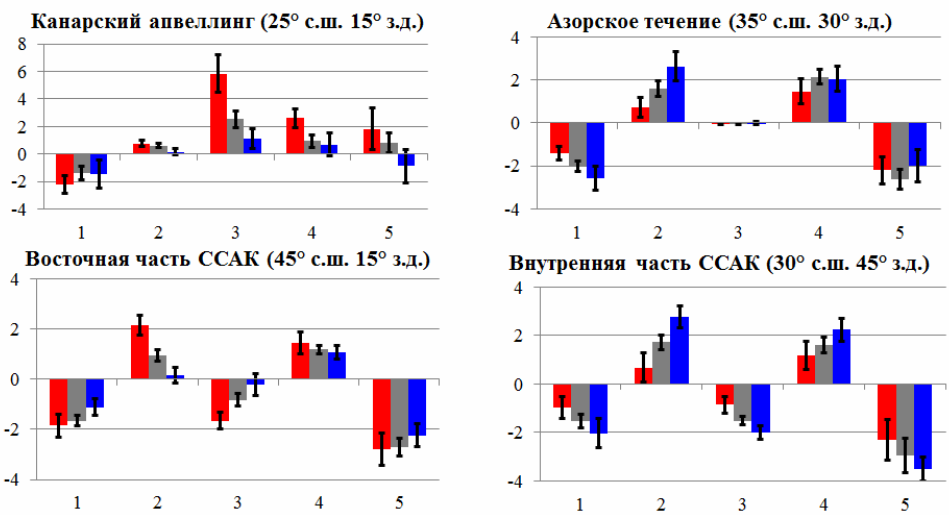

Рисунок 4. Величины компонентов бюджета тепла в периоды с высокими (красный), нейтральными (серый) и низкими (синий) значениями индекса САК для отдельных узлов сетки в январе

По вертикальной оси отложены единицы $\times 10^{-7}$ °С/с. По горизонтальной оси цифрами обозначены компоненты бюджета тепла: 1 – частная производная температуры ВКС, 2 – горизонтальная адвекция тепла, 3 – вертикальная адвекция тепла, 4 – суммарный поток тепла на поверхности океана, 5 – горизонтальная вихревая диффузия тепла. Планки погрешностей характеризуют 90% доверительные интервалы. Линейный тренд за период 1959-2011 гг. удален

Подъем вод в Канарском апвеллинге (25° с. ш. 15° з. д.) сопровождается интенсивным теплообменом с атмосферой. Величина коэффициента корреляции между временными рядами суммарного потока тепла на поверхности океана и вертикальной адвекции тепла в Канарском апвеллинге в январе за период 1959-2011 гг. значима и составляет 0.54. Вертикальная адвекция тепла в периоды с высокими значениями индекса САК здесь является главным компонентом теплового баланса ВКС. В эти периоды величины всех слагаемых бюджета тепла в этом регионе возрастают по модулю. Причем величины вер-

тикальной адвекции тепла и суммарного потока тепла на поверхности океана значимо растут по сравнению с их величинами не только в периоды с низкими значениями индекса САК, но и в периоды с нейтральными значениями индекса САК (рис. 4). Что касается вертикальной адвекции тепла, то её величина в периоды интенсификации САК возрастает в несколько раз за счет синфазного усиления северо-восточного пассата и увеличения вертикальной скорости течений на нижней границе ВКС. Эта характеристика значимо коррелирует с индексом САК без запаздывания в ноябре, декабре и январе со значениями коэффициента корреляции 0.44, 0.78, 0.61, соответственно. Отметим, что величина горизонтальной адвекции тепла непосредственно в зоне апвеллинга невысока, но роль этого компонента бюджета тепла возрастает при удалении от области подъема вод.

В тепловом балансе ВКС в районе Азорского течения (35° с. ш. 30° з. д.) важны зональная адвекция тепла, потоки тепла на поверхности океана и горизонтальная вихревая диффузия тепла. Здесь в периоды с высокими значениями индекса САК частная производная температуры ВКС и суммарная горизонтальная адвекция тепла значимо уменьшаются по модулю (примерно в 2 раза) по сравнению с их величинами в периоды с низкими значениями индекса САК (рис. 4). Отмеченное уменьшение обусловлено смещением западных ветров в северном направлении при интенсификации САК (рис. 3). Изменения остальных компонентов теплового баланса, обусловленные межгодовой изменчивостью САК, в целом носят не значимый характер. Отметим, что зональный компонент слагаемого, отвечающего за горизонтальную неоднородность ВКС ($U_{-H}\partial H/\partial x$), существенен и положителен, а меридиональный ($V_{-H}\partial H/\partial y$) – не существенен.

В периоды с высокими значениями индекса САК все слагаемые бюджета тепла ВКС в восточной части ССАК (45° с. ш. 15° з. д.) возрастают по модулю. Причем величины горизонтальной и вертикальной адвекции тепла значимо растут по сравнению с их величинами не только в периоды с низкими значениями индекса САК, но и в периоды с нейтральными значениями индекса САК (рис. 4). Горизонтальная адвекция тепла в периоды с высокими величинами индекса САК значимо увеличивается за счет усиления горизонтального компонента скорости течений. Вертикальная адвекция тепла также значимо увеличивается по модулю, что обусловлено конфигурацией области антициклонической завихренности в поле ветра (рис. 2, 3). В периоды с низкими значениями индекса САК завихренность в поле ветра в восточной части ССАК имеет циклонический характер, что приводит к уменьшению вертикальной адвекции тепла по модулю. Отметим, что в периоды с низкими значениями индекса САК величины горизонтальной и вертикальной адвекции тепла в рассматриваемом регионе малы по модулю и знакопеременны.

Внутренняя часть ССАК (30° с. ш. 45° з. д.) характеризуется отсутствием высоких скоростей течений и резких горизонтальных градиентов температуры и толщины ВКС. В периоды с высокими значениями индекса САК здесь отмечается уменьшение абсолютных величин всех компонентов теплового баланса ВКС (рис. 4). Причем величины горизонтальной и вертикальной

адвекции тепла значимо уменьшаются по сравнению с их величинами не только в периоды с низкими значениями индекса САК, но и в периоды с нейтральными значениями индекса САК. Усиление вертикальных адвективных переносов тепла на нижней границе ВКС в периоды с низкими значениями индекса САК обусловлено интенсификацией Бермудского максимума (рис. 3).

Поток тепла на нижней границе ВКС и горизонтальная вихревая диффузия тепла также реагируют на изменчивость ветровой циркуляции, обусловленную САК. Однако изменение величин указанных компонентов теплового баланса в периоды с высокими и низкими значениями индекса САК для рассматриваемых областей носит в целом не значимый характер.

Анализ столбчатых диаграмм на рис. 4 показывает, что для некоторых характеристик Северной Атлантики разность между величинами в периоды положительной и нейтральной фаз САК не совпадает с разностью между этими же величинами в периоды отрицательной и нейтральной фаз САК. Ранее модельные исследования (Lohmann et al., 2009b; Barrier et al., 2014) выявили асимметричный отклик ССЦК на ветровое воздействие, выраженное положительной и отрицательной фазами САК. Таким образом, важно учитывать не только различие между двумя этими состояниями САК, но и отклик ВКС на воздействие той или иной фазы САК по отношению к нейтральному состоянию этого климатического сигнала.

Связь САК с компонентами бюджета тепла в западной части Северной Атлантики

Были рассчитаны корреляции среднемесячных значений индекса САК для каждого календарного месяца за период с 1959 по 2011 гг. с предшествующими и последующими среднемесячными полями компонентов бюджета тепла ВКС для временных сдвигов до 36 месяцев. Далее рассматриваются случаи только со значимыми коэффициентами корреляции (величины более +0.37 и менее -0.37 при 99%-ном уровне значимости).

Синхронные связи между САК и горизонтальной адвекцией тепла в западной части ССАК отсутствуют. При опережении САК выявлена отрицательная корреляционная связь с частной производной температуры ВКС и горизонтальной адвекцией тепла в западной части ССАК в январе и феврале с максимальными величинами коэффициента корреляции (-0.48) при временном сдвиге 24-28 месяцев. Для этих сдвигов выявлена отрицательная корреляция индекса САК с аномалиями градиента температуры ВКС, переносимыми средним течением. При запаздывании САК величины частной производной температуры ВКС и горизонтальной адвекции тепла в ноябре, декабре и январе положительно коррелируют с индексом САК при временном сдвиге 25-27 месяцев с величинами коэффициентов корреляции от 0.40 до 0.42. Для этих сдвигов выявлена положительная корреляция индекса САК с аномалиями меридионального градиента температуры ВКС.

Что касается связи суммарных потоков тепла в западной части ССАК с индексом САК, то отметим следующее. Суммарный поток тепла на поверхно-

сти океана в окрестности Гольфстрима до его отрыва от континентального склона синхронно коррелирует с модулем горизонтальной адвекции тепла здесь. Величины соответствующих коэффициентов корреляции превышают 0.72 в период с октября по май, что подтверждает неоднократно описанный в литературе факт одновременного усиления адвективного переноса тепла межгодового масштаба в указанном регионе и повышенной теплоотдачи из океана в атмосферу здесь в холодный период года.

В западной части ССЦК при опережении САК в январе и феврале выявлена положительная корреляционная связь с горизонтальной адвекцией тепла и суммарными потоками тепла на поверхности океана и отрицательная корреляционная связь с частной производной температуры ВКС при временном сдвиге 24-26 месяцев. Величина коэффициента корреляции для положительной корреляционной связи равна 0.49, а для отрицательной корреляционной связи составляет -0.50. При запаздывании САК выявлена отрицательная корреляционная связь с горизонтальной адвекцией тепла в западной части ССЦК в ноябре, декабре и январе при временном сдвиге 25-27 месяцев с величинами коэффициентов корреляции от -0.42 до -0.50. Вместе с тем, получена значимая синфазная связь между САК и горизонтальной адвекцией тепла в западной части ССЦК. В периоды с высокими значениями индекса САК квазисинхронно усиливается перенос среднего градиента температуры ВКС аномалиями меридиональной скорости Лабрадорского течения. В положительную фазу САК происходит интенсификация ветровой циркуляции над морем Лабрадор (рис. 3) и адвекции холодных вод с севера. Это вызывает формирование отрицательной аномалии ТПО в Лабрадорском течении (Нестеров, 1992) и интенсивный дрейф льда с севера, что обусловливает тяжелые ледовые условия в море Лабрадор (Mysak et al., 1996). С использованием данных спутниковых и контактных наблюдений ранее было показано, что изменчивость расходов Лабрадорского течения в период 1993-2004 гг. положительно коррелирует с индексом САК при нулевом запаздывании (Han et al., 2010). Это указывает на важную роль дрейфового переноса в балансе тепла ВКС на анализируемых масштабах.

Таким образом, анализ функций взаимной корреляции между компонентами бюджета тепла ВКС в западной части Северной Атлантики и индексом САК в зимний период выявил асинхронную связь между большинством составляющих баланса тепла верхнего слоя океана и индексом САК. Она обусловлена взаимодействием характеристик атмосферной циркуляции и компонентов бюджета тепла ВКС в Северной Атлантике на межгодовом масштабе, к описанию которого мы и переходим.

Обобщенная схема взаимных изменений индекса САК и компонентов теплового баланса ВКС в Северной Атлантике

Полученные результаты позволили сформировать блок-схему взаимодействия САК и компонентов бюджета тепла ВКС Северной Атлантики на масштабах 6-8 лет (рис. 5).

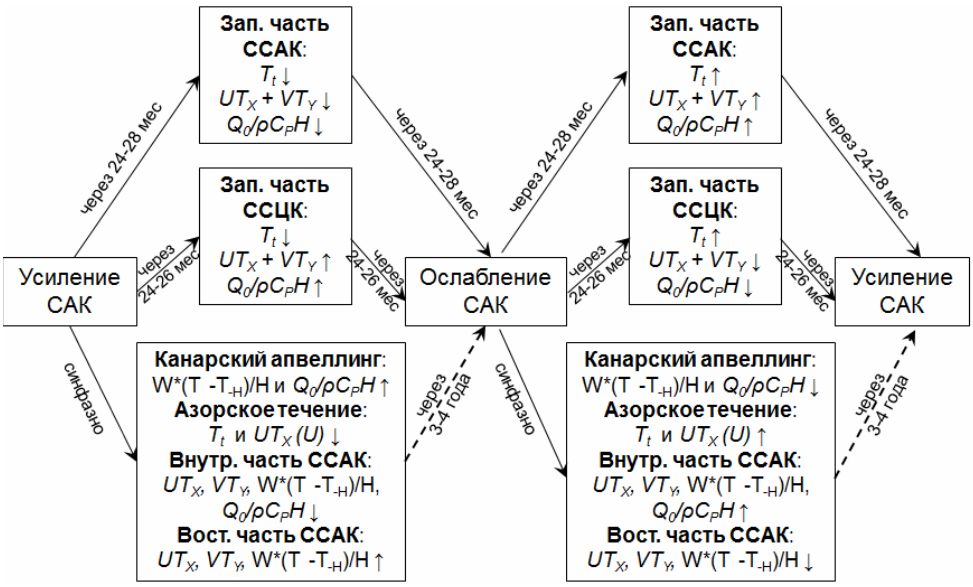

Рисунок 5. Блок-схема взаимных изменений индекса САК и компонентов теплового баланса ВКС в Северной Атлантике

Сплошные стрелки получены для зимнего сезона и характеризуют связи статистически значимые на 99% уровне. Пунктирные стрелки характеризуют связь, взятую из работы (Джиганшин, Полонский, 2003). Вертикальные стрелки, направленные вверх (вниз), обозначают увеличение (уменьшение) компонента теплового баланса ВКС по абсолютной величине

ССАК – Северный субтропический антициклонический круговорот,

ССЦК – Северный субполярный циклонический круговорот

Согласно этой схеме, усиление САК соответствует синфазной интенсификации северо-восточного пассата и Канарского апвеллинга. В восточной части Тропической Атлантики сформируется отрицательная аномалия температуры ВКС. При высоких индексах САК происходит также усиленный вынос холодных вод в Северную Атлантику из Арктики. Через некоторое время происходит формирование аномалий компонентов бюджета тепла и характеристик ВКС в западных частях ССАК и ССЦК. В дальнейшем, адвективные и диффузионные процессы в верхнем слое океана приводят к формированию аномалий характеристик ВКС в районе центров действия атмосферы, которые влияют на теплообмен океана с атмосферой, циркуляционные атмосферные параметры и переключают фазу САК. Отметим, что связь, отображенная пунктирными стрелками, не получена авторами на значимом уровне, а взята из работы (Джиганшин, Полонский, 2003). Таким образом, согласно приведенной схеме полный цикл взаимодействия компонентов бюджета тепла ВКС с САК составляет около 6-8 лет с учетом времени адвекции аномалий. Полученный результат согласуется с наличием значимого пика на близких периодичностях в спектре индекса САК.

Проверка связей, приведенных на блок-схеме, выполнена с использованием регрессионного анализа. Для этого построены линейные уравнения

вида: $I_{NAO}^{i} = \alpha_1 \cdot heat_adv_{Gulf}^{i+time\ lag} + \alpha_2 \cdot heat_adv_{Labr}^{i+time\ lag} + \varepsilon$, где I_{NAO}^{i} – индекс САК в январе, $heat_adv_{Gulf}$ и $heat_adv_{Labr}$ – модуль горизонтальной адвекции тепла в Гольфстриме и Лабрадорском течении, соответственно, α_1 и α_2 – это коэффициенты множественной регрессии при указанных величинах, а ε – это слабокоррелированная случайная составляющая, близкая к белому шуму. Величина *i+time lag* представляет собой запаздывание в месяцах между величинами индекса САК и модуля горизонтальной адвекции тепла в западных пограничных течениях. Коэффициенты α_1 и α_2 рассчитаны с помощью метода наименьших квадратов. Оценка статистической значимости коэффициентов регрессии выполнена по стандартному алгоритму с привлечением *t*-критерия Стьюдента. С учетом того, что модуль горизонтальной адвекции тепла всегда положителен, изменение знака коэффициентов α_1 и α_2 с ростом запаздывания покажет изменение знака индекса САК.

Результаты регрессионного анализа приведены на рис. 6, из которого следует, что большим величинам индекса САК соответствуют большие (меньшие) величины модуля горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении (Гольфстриме) через 24 (26) месяцев и наоборот. Это подтверждает корреляционные связи, приведенные на рис. 5. Величины коэффициента детерминации линейной связи с индексом САК на этом сдвиге составляют $R_1^2 = 0.25$ и $R_2^2 = 0.23$ для модуля горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении и Гольфстриме, соответственно. С учетом того, что временные ряды модуля горизонтальной адвекции тепла в Гольфстриме и Лабрадорском течении синфазно антикоррелированы между собой с ноября по март за период 1959-2011 гг. (величины коэффициентов корреляции составляют от -0.33 до -0.43 после удаления линейного тренда), множественный коэффициент детерминации определялся по формуле: $R^2 = R_1^2 + R_2^2 - R_1 \times R_2$. Его величина составила 0.42. Таким образом, более 40% изменчивости САК на масштабах 6-8 лет может быть объяснено флуктуациями адвективного переноса тепла в западном погранслое Северной Атлантики.

Горизонтальная адвекция тепла в Гольфстриме больше по абсолютной величине, чем в Лабрадорском течении (рис. 6, а). Коэффициенты множественной регрессии с индексом САК для модуля горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении, в целом, почти в 2 раза выше, чем в Гольфстриме (рис. 6, б). Это означает, что вклад изменчивости адвективных переносов тепла в западных пограничных течениях в межгодовую изменчивость САК примерно одинаков с небольшим перевесом в пользу Гольфстрима.

Зависимость коэффициентов α_1 и α_2 от величины запаздывания приведена на рис. 6, б. При нулевом сдвиге между индексом САК и модулем горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении получен высокий положительный коэффициент регрессии. Это подтверждает наличие описанной выше синфазной корреляционной связи между этими характеристиками и свидетельствует в пользу важности дрейфовых переносов в балансе тепла ВКС здесь. Знаки коэффициентов множественной регрессии при запаздывании на 24-28 месяцев подтверждают характер корреляционных связей, приведенных

на рис. 5. При увеличении временного сдвига до 48-56 месяцев знаки коэффициентов регрессии изменяются на противоположные. Это означает также и смену знака индекса САК при таком же сдвиге, что в целом подтверждает анализ рис. 5.

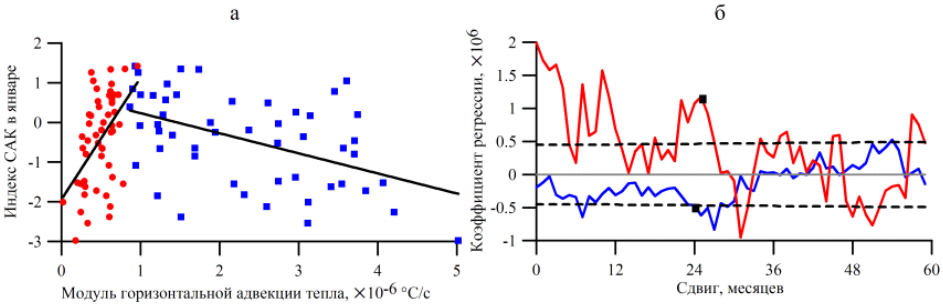

Рисунок 6. Зависимость между величинами индекса САК в январе и модуля горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении через 24 месяца (красные кружки) и Гольфстриме через 26 месяцев (синие квадраты) (а). Прямые черные линии – линейная аппроксимация. Зависимость коэффициентов α_1 и α_2 от величины запаздывания модуля горизонтальной адвекции тепла в Лабрадорском течении (красный цвет) и Гольфстриме (синий цвет) по отношению к индексу САК в январе за 1959-2011 гг. (б)
Черными квадратами на рисунке (б) отмечены коэффициенты линейной аппроксимации, показанной на рисунке (а). Пунктирные линии на рисунке (б) характеризуют нижнюю границу 90% доверительного интервала. Серая горизонтальная линия на рисунке (б) визуально отмечает нулевой коэффициент регрессии

Таким образом, в результате изменений компонентов теплового баланса ВКС в западном погранслое интенсификация САК через 48-56 месяцев сменяется его ослаблением и наоборот. Полный цикл взаимодействия САК с компонентами теплового баланса ВКС составляет 6-8 лет, что и приводит к формированию соответствующего пика в спектре индекса САК на этом масштабе. Относительно невысокие величины коэффициентов корреляции между межгодовыми вариациями компонентов теплового баланса ВКС и индекса САК частично связаны с наличием других механизмов в системе океан-атмосфера (см. Введение). Кроме этого, при больших сдвигах по времени трудно получить высокую статистическую значимость сигнала из-за ограниченности анализируемых рядов. Тем не менее, все приведенные в статье результаты статистически значимы.

Асинхронное влияние аномалий компонентов теплового баланса ВКС Северной Атлантики на циркуляцию атмосферы

С учетом полученных выше связей для рассматриваемых в работе периодов с высокими и низкими значениями индекса САК получены среднемесячные аномалии температуры ВКС и ее частной производной в декабре при временном сдвиге 25 месяцев. Для большей части декабрей характерны небольшие по абсолютной величине значения индекса САК, то есть нейтральная фаза этого сигнала. Именно эти декабри отбирались для построения композитных полей на рис. 7.

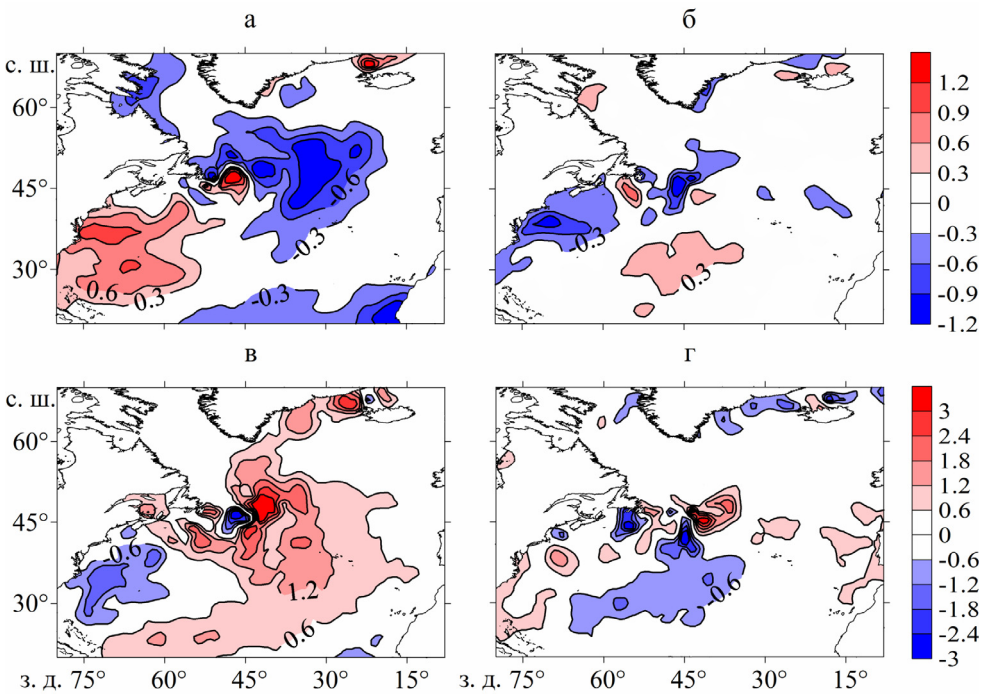

Рисунок 7. Осредненные за декабрь композитные карты аномалий температуры ВКС (а, б) и ее частной производной (в, г), предшествующих развитию положительной (а, в) и отрицательной (б, г) фазы САК через 25 месяцев

На рисунках а, б изолинии проведены через 0.3°С, на рисунках в, г – через 0.6×10^{-7} °С/с. Нулевая изолиния не показана

Анализ полученных композитов показал, что наибольшие по абсолютной величине аномалии рассматриваемых характеристик наблюдаются в динамической системе Гольфстрим-Североатлантическое течение и к северу от Исландии. Развитию положительной фазы САК предшествует положительная аномалия температуры ВКС в западной части ССАК и к северу от Исландии. При этом отрицательная аномалия температуры ВКС формируется в Североатлантическом течении. Типичная абсолютная величина аномалии температуры около 1°С. Для возникновения отрицательной фазы САК характерно развитие положительной аномалии температуры ВКС в центральной части ССАК. В этом случае отрицательная аномалия температуры ВКС занимает окрестность Гольфстрима и область перехода Гольфстрима в Североатлантическое течение.

Отметим, что в зимний сезон ВКС охлаждается и частная производная температуры ВКС в целом по акватории Северной Атлантики отрицательна. Пространственное распределение аномалий этого компонента бюджета тепла ВКС в декабре, предшествующее формированию положительной фазы САК через 25 месяцев, характеризуется развитием положительной аномалии в центральных частях ССАК и ССЦК и Восточно-Гренландском течении. В западной части ССАК отмечается отрицательная аномалия частной производной

температуры ВКС. Это означает увеличение этого компонента бюджета тепла ВКС по абсолютной величине, что подтверждает корреляционную связь на рис. 5. Для развития отрицательной фазы САК характерно предшествование положительной аномалии частной производной температуры ВКС в области перехода Гольфстрима в Североатлантическое течение. При этом отрицательные аномалии этого компонента бюджета тепла ВКС отмечаются во внутренней части ССАК и Восточно-Гренландском течении.

Заключение

Анализ САК и межгодовой изменчивости компонентов теплового баланса ВКС Северной Атлантики по данным океанического ре-анализа ORA-S3 за зимний период 1959-2011 гг. показал следующее.

Межгодовые колебания температуры ВКС и составляющих бюджета тепла в северной части Северной Атлантики на значимом уровне представлены периодичностями на масштабах 6-8 лет. Подтверждается, что изменчивость САК на масштабе 6-8 лет представляет собой связанные колебания в североатлантической системе океан-атмосфера. Аномалии компонентов теплового баланса ВКС, индуцируемые атмосферным воздействием, могут, в свою очередь, эффективно влиять на колебания интенсивности зональной циркуляции в атмосфере. Характерное время запаздывания океанского отклика на атмосферное воздействие (в частности, межгодовые вариации САК) составляет 24-28 месяцев для западных частей ССАК и ССЦК. В центральной и восточной частях ССАК изменения компонентов теплового баланса и индекса САК преимущественно синфазны. Средняя скорость распространения океанического сигнала в ВКС из западной части ССАК до области Исландского минимума составляет 6-7 см/с. После того, как сформировавшиеся в ВКС аномалии достигнут центров действия атмосферы в Северной Атлантике, происходит смена фазы САК. Полный цикл взаимодействия САК с аномалиями компонентов бюджета тепла ВКС с учетом времени их адвекции составляет порядка 6-8 лет. Это приводит к образованию пика в спектре индекса САК на указанных частотах. Формированию положительной фазы САК в январе предшествуют (при временных сдвигах около 25 месяцев) положительные аномалии температуры ВКС в Гольфстриме. При этом распределение частной производной температуры ВКС характеризуется положительной аномалией во внутренней части ССАК и Восточно-Гренландском течении и отрицательной аномалией в западной части ССАК. При развитии отрицательной фазы САК указанные аномалии противоположны по знаку. Наличие значимого пика в спектре САК межгодового масштаба в достаточно широкой полосе частот объясняется тем обстоятельством, что важную роль в межгодовой изменчивости параметров ВКС, определяющей характерный масштаб процесса, играют адвективные процессы в обоих крупномасштабных круговоротах Северной Атлантики. При этом каждый из них характеризуется своим типичным сдвигом фаз между флюктуациями параметров ВКС и САК.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0012-2019-0002 «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов»; исследование межгодовой изменчивости компонентов баланса тепла ВКС выполнено при поддержке гранта РНФ № 17-17-01295.

Список литературы

Дианский Н.А., Глазунов А.В., Дымников В.П. 1999. Моделирование отклика атмосферной циркуляции на аномалии ТПО зимой в Северной Атлантике. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 35, № 1, с. 122-136.

Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. 2003. Североатлантическое колебание и изменчивость характеристик деятельного слоя океана. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 4, с. 547-557.

Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. 2009. Низкочастотная изменчивость расхода Гольфстрима: описание и механизмы. – Морской гидрофизический журнал, № 3, с. 30-49.

Калацкий В.И. 1978. Моделирование вертикальной структуры деятельного слоя океана /под ред. П.С. Линейкина. – Л., Гидрометеоиздат, 215 с.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Хандорф Д., Петухов В.К., Детлофф К., Вайсхаймер А., Хворостьянов Д.В. 2000. Североатлантическое колебание: диагноз и моделирование десятилетней изменчивости и его долгопериодной эволюции. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 36, № 5, с. 605-616.

Нестеров Е.С. 1992. О влиянии североатлантического колебания на температуру поверхности океана. – Метеорология и гидрология, № 5, с. 62-68.

Нестеров Е.С. 2013. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М., Триада, 144 с.

Полонский А.Б. 1989. Горизонтально-неоднородный деятельный слой океана и его моделирование. – Севастополь-Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 233 с.

Полонский А.Б. 2010. Развитие теории циркуляции Мирового океана для решения климатических задач. – В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина /под редакцией А.В. Фролова и Ю.Д. Реснянского. – Москва, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Гос. учреждение «Гидрометцентр России», с. 227-249.

Полонский А.Б., Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Ворли С. 2004. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии. – Морской гидрофизический журнал, № 2, с. 42-59.

Полонский А.Б., Семилетова Е.П. 2002. О статистических характеристиках североатлантического колебания. – Морской гидрофизический журнал, № 3, с. 28-42.

Полонский А.Б., Сухонос П.А. 2018. О вкладе вихревого переноса в среднегодовой бюджет тепла верхнего слоя Северной Атлантики. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 54, № 5, с. 597-606.

Теребиж В.Ю. 1992. Анализ временных рядов в астрофизике. – М., Наука, 392 с.

Andres M., Gawarkiewicz G.G., Toole J.M. 2013. Interannual sea level variability in the western North Atlantic: regional forcing and remote response. – Geophysical Research Letters, vol. 40(22), pp. 5915-5919, https://doi.org/10.1002/2013GL058013.

Angell J.K., Korshover J. 1974. Quasi-biennial and long-term fluctuations in the centers of action. – Monthly Weather Review, vol. 102(10), pp. 669-678.

Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. 2008. The ECMWF ocean analysis system: ORA-S3. – Monthly Weather Review, vol. 136(8), pp. 3018-3034, https://doi.org/10.1175/ 2008MWR2433.1.

Barnston A.G., Livezey R.E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. – Monthly Weather Review, vol. 115(6), pp. 1083-1126.

Barrier N., Cassou C., Deshayes J., Treguier A.-M. 2014. Response of North Atlantic Ocean circulation to atmospheric weather regimes. – Journal of Physical Oceanography, vol. 44(1), pp. 179-201, http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-12-0217.1.

Barrier N., Deshayes J., Treguier A.M., Cassou C. 2015. Heat budget in the North Atlantic subpolar gyre: Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event. – Progress in Oceanography, vol. 130, pp. 75-90, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.001.

Battisti D.S., Bhatt U.S., Alexander M.A. 1995. A modeling study of the interannual variability in the wintertime North Atlantic Ocean. – Journal of Climate, vol. 8(12), pp. 3067-3083.

Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction. – Advances in Geophysics, vol. 10, pp. 1-82, https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9.

Busecke J.J.M., Abernathey R.P. 2019. Ocean mesoscale mixing linked to climate variability. – Science Advances, vol. 5(1), https://doi.org/10.1126/sciadv.aav5014.

Chaudhuri A.H, Gangopadhyay A., Bisagni J.J. 2011. Response of the Gulf Stream transport to characteristic high and low phases of the North Atlantic

Oscillation. – Ocean Modelling, vol. 39(3-4), pp. 220-232, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.04.005.

Chen H., Schneider E.K., Wu Z. 2016. Mechanisms of internally generated decadal-to-multidecadal variability of SST in the Atlantic Ocean in a coupled GCM. – Climate Dynamics, vol. 46(5-6), pp. 1517-1546, https://doi.org/10.1007/s00382-015-2660-8.

Christoph M., Ulbrich U., Oberhuber J.M., Roeckner E. 2000. The role of ocean dynamics for low-frequency fluctuations of the NAO in a coupled ocean–atmosphere GCM. – Journal of Climate, vol. 13(14), pp. 2536-2549.

Czaja A., Frankignoul C. 1999. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. – Geophysical Research Letters, vol. 26(19), pp. 2969-2972, https://doi.org/10.1029/1999GL900613.

Delworth T.L., Zeng F., Zhang L., Zhang R., Vecchi G.A., Yang X. 2017. The central role of ocean dynamics in connecting the North Atlantic Oscillation to the extratropical component of the Atlantic Multidecadal Oscillation. – Journal of Climate, vol. 30(10), pp. 3789-3805, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0358.1.

Desbruyères D., Mercier H., Thierry V. 2015. On the mechanisms behind decadal heat content changes in the eastern subpolar gyre. – Progress in Oceanography, vol. 132, pp. 262-272, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.02.005.

Deshayes J., Frankignoul C. 2008. Simulated variability of the circulation in the North Atlantic from 1953 to 2003. – Journal of Climate, vol. 21(19), pp. 4919-4933, https://doi.org/10.1175/2008JCLI1882.1.

DiNezio P.N., Gramer L.J., Johns W.E., Meinen C.S., Baringer M.O. 2009. Observed interannual variability of the Florida Current: wind forcing and the North Atlantic Oscillation. – Journal of Physical Oceanography, vol. 39(3), pp. 721-736, https://doi.org/10.1175/2008JPO4001.1.

Fan M., Schneider E.K. 2011. Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part I: Weather noise forcing and coupled response. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 69(1), pp. 35-50, https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-018.1.

Gastineau G., Frankignoul C. 2015. Influence of the North Atlantic SST variability on the atmospheric circulation during the twentieth century. – Journal of Climate, vol. 28(4), pp. 1396-1416, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1.

Grist J.P., Josey S.A., Marsh R., Good S.A., Coward A.C., de Cuevas B.A., Alderson S.G., New A.L., Madec G. 2010. The roles of surface heat flux and ocean heat transport convergence in determining Atlantic Ocean temperature variability. – Ocean Dynamics, vol. 60(4), pp. 771-790, https://doi.org/10.1007/s10236-010-0292-4.

Hátún H., Sandø A.B., Drange H., Hansen B., Valdimarsson H. 2005. Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. – Science, vol. 309(5742), pp. 1841-1844, https://doi.org/10.1126/science.1114777.

Han G., Ohashi K., Chen N., Myers P.G., Nunes N., Fischer J. 2010. Decline and partial rebound of the Labrador Current 1993-2004: Monitoring ocean currents from altimetric and conductivity-temperature-depth data. – Journal of Geophysical Research: Oceans, vol. 115(C12012), https://doi.org/10.1029/2009JC006091.

Hurrell J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation. – Science, vol. 269(5224), pp. 676-679.

Hurrell J.W., Deser C. 2010. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. – Journal of Marine Systems, vol. 79(3-4), pp. 231-244, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002.

Ivanova D.P., McClean J.L., Hunke E.C. 2012. Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s: A modeling study. – Journal of Geophysical Research, vol. 117(C2), https://doi.org/10.1029/2011JC007532 .

Kharin V., von Storch H. 1991. Testing the Bjerknes' hypothesis of air-sea interaction in the North Atlantic. – Proceedings of the XV annual climate workshop, Asheville, Oct. 29-Nov. 2. 1990. – U.S. Department of Commerce, pp. 286-291.

Krahmann G., Visbeck M., Reverdin G. 2001. Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. – Journal of Physical Oceanography, vol. 31(5), pp. 1287-1303.

Liu Q., Opsteegh T. 1995. Interannual and decadal variations of blocking activity in a quasi-geostrophic model. – Tellus, vol. 47(5), pp. 941-954.

Lohmann K., Drange H., Bentsen M. 2009a. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. – Geophysical Research Letters, vol. 36(15), https://doi.org/10.1029/2009GL039166.

Lohmann K., Drange H., Bentsen M. 2009b. Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic Oscillation like forcing. – Climate Dynamics, vol. 32(2-3), pp. 273-285, https://doi.org/10.1007/s00382-008-0467-6.

Mächel H., Kapala A., Flohn H. 1998. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. – International Journal of Climatology, vol. 18(1), pp. 1-22.

Marsh R., Josey S.A., de Cuevas B.A., Redbourn L.J., Quartly G.D. 2008. Mechanisms for recent warming of the North Atlantic: Insights gained with an eddy-permitting model. – Journal of Geophysical Research, vol. 113(C4), https://doi.org/10.1029/2007JC004096.

Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. – International Journal of Climatology, vol. 21, pp. 1863-1898, https://doi.org/10.1002/joc.693.

Meinen C.S., Baringer M.O., Garcia R.F. 2010. Florida current transport variability: an analysis of annual and longer-period signals. – Deep Sea Research, vol. 57(7), pp. 835-846, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.001.

Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean. – Ed. by E.B. Kraus (Pergamon, Oxford, 1977; Gidrometeoizdat, Leningrad, 1979), pp. 175-208.

Mysak L.A., Ingram R.G., Wang J., van der Baaren A. 1996. The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. – Atmosphere-Ocean, vol. 34(2), pp. 313-343, https://doi.org/10.1080/07055900.1996.9649567.

Pacanowski R.C., Philander S.G.H. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. – Journal of Physical Oceanography, vol. 11(11), pp. 1443-1451.

Peings Y., Magnusdottir G. 2014. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. – Environmental Research Letters, vol. 9(3), 034018, https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/034018.

Penduff T., Barnier B., Dewar W.K., O'Brien J.J. 2004. Dynamical response of the oceanic eddy field to the North Atlantic Oscillation: A model–data comparison. – Journal of Physical Oceanography, vol. 34(12), pp. 2615-2629, https://doi.org/10.1175/JPO2618.1.

Piecuch C.G., Ponte R.M., Little C.M., Buckley M.W., Fukumori I. 2017. Mechanisms underlying recent decadal changes in subpolar North Atlantic Ocean heat content. – Journal of Geophysical Research Oceans, vol. 122(9), pp. 7181-7197, https://doi.org/10.1002/2017JC012845.

Polonsky A.B., Basharin D.V., Voskresenskaya E.N., Worley S.J., Yurovsky A.V. 2004. Relationship between the North Atlantic Oscillation, Euro-Asian climate anomalies and Pacific variability. – Pacific Oceanography, vol. 2(1-2), pp. 52-66.

Polyakova E.I., Journel A.G., Polyakov I.V. Bhatt U.S. 2006. Changing relationship between the North Atlantic oscillation and key North Atlantic climate parameters. – Geophysical Research Letters, vol. 33(3), https://doi.org/10.1029/2005GL024573.

Robson J., Sutton R., Lohmann K., Smith D., Palmer M.D. 2012. Causes of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid-1990s. – Journal of Climate, vol. 25(12), pp. 4116-4134, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00443.1.

Rybak E.A., Rybak O.O. 2005. Spectral structure of the North Atlantic oscillation. – Russian Meteorology and Hydrology, vol. 3, pp. 53-60.

Sarafanov A., Falina A., Sokov A., Demidov A. 2008. Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s. – Journal of Geophysical Research Oceans, vol. 113(C12), https://doi.org/10.1029/2008JC004975.

Schneider E.K., Fan M. 2012. Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part II: Diagnosis of mechanisms. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 69(1), pp. 51-64, https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-019.1.

Seager R., Kushnir Y., Visbeck M., Naik N., Miller J., Krahmann G., Cullen H. 2000. Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998. – Journal of Climate, vol. 13(16), pp. 2845-2862.

Sverdrup H.U. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 33(11), pp. 318-326.

Uppala S.M., KÅllberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., Mcnally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J. 2005. The ERA-40 reanalysis. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 131B(612), pp. 2961-3012, https://doi.org/10.1256/qj.04.176.

Verbrugge N., Reverdin G. 2003. Contribution of horizontal advection to the interannual variability of sea surface temperature in the North Atlantic. – Journal of Physical Oceanography, vol. 33(5), pp. 964-978.

Visbeck M., Chassignet E.P., Curry R.G., Delworth T.L., Dickson R.R., Krahmann G. 2003. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. – The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, vol. 134, pp. 113-145, https://doi.org/10.1029/134GM06.

Walker G.T., Bliss E.W. 1932. World weather V. – Memoirs of the Royal Meteorological Society, vol. 4(36), pp. 53-84.

Wallace J.M., Gutzler D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height fields during the north hemisphere winter. – Monthly Weather Review, vol. 109(4), pp. 784-812.

Wolff J.-O., Maier-Reimer E., Legutke S. 1997. The ocean primitive equation model. Tech. Rep. No. 13. – Hamburg, German Climate Computer Center (DKRZ), 98 p.

Zhai X., Sheldon L. 2012. On the North Atlantic Ocean heat content change between 1955-70 and 1980-95. – Journal of Climate, vol. 25(10), pp. 3619-3628, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00187.1.

Статья поступила в редакцию: 22.05.2019 г. *После переработки: 24.07.2019 г.*

NORTH ATLANTIC OSCILLATION AND UPPER LAYER HEAT BALANCE IN THE NORTH ATLANTIC

A.B. Polonsky, P.A. Sukhonos

Institute of natural and technical systems,
28, Lenina str., 299011, Sevastopol, Russian Federation; *apolonsky5@mail.ru; pasukhonis@mail.ru*

Abstract. The aim of the work is to identify the role of the North Atlantic Oscillation (NAO) in the formation of the interannual variability of the components of the closed upper mixed layer (UML) heat balance in the North Atlantic. The ORA-S3 oceanic reanalysis for the period 1959-2011 was used as the input data. It is confirmed that the NAO variability on a scale of 6-8 years is a coupled oscillation in the North Atlantic ocean–atmosphere system. The characteristic delay time of the ocean response to atmospheric forcing (interannual variation of NAO) is 24-28 months for the western parts of the subtropical and subpolar gyres. Changes of the heat balance components and the NAO index are predominantly in phase in the central and eastern parts of the subtropical gyre. The typical propagation speed of the oceanic signal in the UML from the western part of the subtropical gyre to the Iceland minimum area is 6-7 cm/s. The full cycle of the interaction of the NAO with anomalies of the UML heat balance components, taking into account the time of their advection, is about 6-8 years. The formation of a positive NAO phase in January is preceded (with temporal lags of about 25 months) by positive UML temperature anomalies in the Gulf Stream. In this case, a positive anomaly of partial derivative of the UML temperature occurs in the inner part of the subtropical gyre and East-Greenland current and a negative one – in the western part of the subtropical gyre. The formation of the negative NAO phase is preceded by conditions of the opposite nature.

Keywords. North Atlantic oscillation, heat balance, upper mixed layer, interannual variability, North Atlantic.

References

Diansky N.A., Glazunov A.V., Dymnikov V.P. 1999. Modelirovaniye otklika atmosfernoy tsirkulyatsii na anomalii TPO zimoy v Severnoy Atlantike [Modeling the atmospheric circulation response to SST anomalies in the wintertime North Atlantic]. *Izvestiia RAN. Fizika atmosfery i okeana – Izv. Physics of atmosphere and ocean*, vol. 35(1), pp. 122-136.

Dzhiganshin G.F., Polonsky A.B. 2003. Severoatlanticheskoye kolebaniye i izmenchivost' kharakteristik deyatel'nogo sloya okeana [North Atlantic oscillation and variability of characteristics of the upper oceanic layer]. *Izvestiia RAN. Fizika atmosfery i okeana – Izv. Physics of atmosphere and ocean*, vol. 39(4), pp. 547-557.

Dzhiganshin G.F., Polonsky A.B. 2009. Nizkochastotnaya izmenchivost' raskhoda Gol'fstrima: opisaniye i mekhanizmy [Low-frequency variations of the

Gulf-Stream transport: description and mechanisms]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal – Physical Oceanography*, vol. 19, pp. 151-169, https://doi.org/10.1007/s11110-009-9047-5.

Kalatskiy V.I. 1978. *Modelirovaniye vertikal'noy struktury deyatel'nogo sloya okeana / pod red. P.S. Lineykina* [Simulation of the vertical structure of the active layer of the ocean / ed. by Lineykin P.S.]. Leningrad, 215 p.

Mokhov I.I., Eliseev A.V., Handorf D., Petukhov V.K., Dethloff K., Weisheimer A., Khvorost'yanov D.V. 2000. Severoatlanticheskoye kolebaniye: diagnoz i modelirovaniye desyatiletney izmenchivosti i yego dolgoperiodnoy evolyutsii [North Atlantic oscillation: diagnosis and simulation of decadal variability and its long-period evolution]. *Izvestiia RAN. Fizika atmosfery i okeana – Izv. Physics of atmosphere and ocean*, vol. 36(5), pp. 555-565.

Nesterov E.S. 1992. O vliyanii severoatlanticheskogo kolebaniya na temperaturu poverkhnosti okeana [On the influence of the North Atlantic fluctuations on the temperature of the ocean surface]. *Meteorologiya i gidrologiya – Russian Meteorology and Hydrology*, vol. 5, pp. 62-68.

Nesterov E.S. 2013. *Severoatlanticheskoye kolebaniye: atmosfera i okean* [North Atlantic Oscillation: atmosphere and ocean]. Moscow, 144 p.

Polonsky A.B. 1989. *Gorizontal'no-neodnorodnyy deyatel'nyy sloy okeana i yego modelirovaniye* [Horizontally heterogeneous active layer of the ocean and its modeling]. Sevastopol-Obninsk, 233 p.

Polonsky A.B. 2010. Razvitiye teorii tsirkulyatsii Mirovogo okeana dlya resheniya klimaticheskikh zadach [Development of the theory of ocean circulation to solve climatic problems]. *Sovremennyye problemy dinamiki okeana i atmosfery. Sbornik statey, posvyashchennyy 100-letiyu so dnya rozhdeniya prof. P.S. Lineykina* [Modern problems of the dynamics of the ocean and atmosphere. Collection of articles dedicated to the 100th anniversary of the birth of prof. P.S. Lineykina]. Moscow, pp. 227-249.

Polonsky A.B., Basharin D.V., Voskresenskaya E.N., Worley S.J. 2004. Severoatlanticheskoye kolebaniye: opisaniye, mekhanizmy i vliyaniye na klimat Yevrazii [North-Atlantic Oscillation: description, mechanisms, and influence on the Eurasian climate]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal – Physical Oceanography*, vol. 14(2), pp. 96-113, https://doi.org/10.1023/B:POCE.0000037873.85289.6e.

Polonskii A.B., Semiletova E.P. 2002. O statisticheskikh kharakteristikakh severoatlanticheskogo kolebaniya [On the Statistical Characteristics of the North-Atlantic Oscillation]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal – Physical Oceanography*, vol. 12(3), pp. 28-42, https://doi.org/10.1023/A:1015773120329.

Polonsky A.B., Sukhonos P.A. 2018. O vklade vikhrevogo perenosa v srednegodovoy byudzhet tepla verkhnego sloya Severnoy Atlantiki [On the contribution of the eddy transport to the annual mean heat budget of the upper layer in the North Atlantic]. *Izvestiia RAN. Fizika atmosfery i okeana – Izv. Physics of atmosphere and ocean*, vol. 54(5), pp. 507-514.

Terebizh V.Yu. 1992. *Analiz vremennykh ryadov v astrofizike* [Time series analysis in astrophysics]. Moscow, 392 p.

Andres M., Gawarkiewicz G.G., Toole J.M. 2013. Interannual sea level variability in the western North Atlantic: regional forcing and remote response. – Geophysical Research Letters, vol. 40(22), pp. 5915-5919, https://doi.org/10.1002/2013GL058013.

Angell J.K., Korshover J. 1974. Quasi-biennial and long-term fluctuations in the centers of action. – Monthly Weather Review, vol. 102(10), pp. 669-678.

Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. 2008. The ECMWF ocean analysis system: ORA-S3. – Monthly Weather Review, vol. 136(8), pp. 3018-3034, https://doi.org/10.1175/ 2008MWR2433.1.

Barnston A.G., Livezey R.E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. – Monthly Weather Review, vol. 115(6), pp. 1083-1126.

Barrier N., Cassou C., Deshayes J., Treguier A.-M. 2014. Response of North Atlantic Ocean circulation to atmospheric weather regimes. – Journal of Physical Oceanography, vol. 44(1), pp. 179-201, http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-12-0217.1.

Barrier N., Deshayes J., Treguier A.M., Cassou C. 2015. Heat budget in the North Atlantic subpolar gyre: Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event. – Progress in Oceanography, vol. 130, pp. 75-90, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.001.

Battisti D.S., Bhatt U.S., Alexander M.A. 1995. A modeling study of the interannual variability in the wintertime North Atlantic Ocean. – Journal of Climate, vol. 8(12), pp. 3067-3083.

Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction. – Advances in Geophysics, vol. 10, pp. 1-82, https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9.

Busecke J.J.M., Abernathey R.P. 2019. Ocean mesoscale mixing linked to climate variability. – Science Advances, vol. 5(1), https://doi.org/10.1126/sciadv.aav5014.

Chaudhuri A.H, Gangopadhyay A., Bisagni J.J. 2011. Response of the Gulf Stream transport to characteristic high and low phases of the North Atlantic Oscillation. – Ocean Modelling, vol. 39(3-4), pp. 220-232, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.04.005.

Chen H., Schneider E.K., Wu Z. 2016. Mechanisms of internally generated decadal-to-multidecadal variability of SST in the Atlantic Ocean in a coupled GCM. – Climate Dynamics, vol. 46(5-6), pp. 1517-1546, https://doi.org/10.1007/s00382-015-2660-8.

Christoph M., Ulbrich U., Oberhuber J.M., Roeckner E. 2000. The role of ocean dynamics for low-frequency fluctuations of the NAO in a coupled ocean–atmosphere GCM. – Journal of Climate, vol. 13(14), pp. 2536-2549.

Czaja A., Frankignoul C. 1999. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. – Geophysical Research Letters, vol. 26(19), pp. 2969-2972, https://doi.org/10.1029/1999GL900613.

Delworth T.L., Zeng F., Zhang L., Zhang R., Vecchi G.A., Yang X. 2017. The central role of ocean dynamics in connecting the North Atlantic Oscillation to the extratropical component of the Atlantic Multidecadal Oscillation. – Journal of Climate, vol. 30(10), pp. 3789-3805, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0358.1.

Desbruyères D., Mercier H., Thierry V. 2015. On the mechanisms behind decadal heat content changes in the eastern subpolar gyre. – Progress in Oceanography, vol. 132, pp. 262-272, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.02.005.

Deshayes J., Frankignoul C. 2008. Simulated variability of the circulation in the North Atlantic from 1953 to 2003. – Journal of Climate, vol. 21(19), pp. 4919-4933, https://doi.org/10.1175/2008JCLI1882.1.

DiNezio P.N., Gramer L.J., Johns W.E., Meinen C.S., Baringer M.O. 2009. Observed interannual variability of the Florida Current: wind forcing and the North Atlantic Oscillation. – Journal of Physical Oceanography, vol. 39(3), pp. 721-736, https://doi.org/10.1175/2008JPO4001.1.

Fan M., Schneider E.K. 2011. Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part I: Weather noise forcing and coupled response. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 69(1), pp. 35-50, https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-018.1.

Gastineau G., Frankignoul C. 2015. Influence of the North Atlantic SST variability on the atmospheric circulation during the twentieth century. – Journal of Climate, vol. 28(4), pp. 1396-1416, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1.

Grist J.P., Josey S.A., Marsh R., Good S.A., Coward A.C., de Cuevas B.A., Alderson S.G., New A.L., Madec G. 2010. The roles of surface heat flux and ocean heat transport convergence in determining Atlantic Ocean temperature variability. – Ocean Dynamics, vol. 60(4), pp. 771-790, https://doi.org/10.1007/s10236-010-0292-4.

Hátún H., Sandø A.B., Drange H., Hansen B., Valdimarsson H. 2005. Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. – Science, vol. 309(5742), pp. 1841-1844, https://doi.org/10.1126/science.1114777.

Han G., Ohashi K., Chen N., Myers P.G., Nunes N., Fischer J. 2010. Decline and partial rebound of the Labrador Current 1993-2004: Monitoring ocean currents from altimetric and conductivity-temperature-depth data. – Journal of Geophysical Research: Oceans, vol. 115(C12012), https://doi.org/10.1029/2009JC006091.

Hurrell J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation. – Science, vol. 269(5224), pp. 676-679.

Hurrell J.W., Deser C. 2010. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. – Journal of Marine Systems, vol. 79(3-4), pp. 231-244, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002.

Ivanova D.P., McClean J.L., Hunke E.C. 2012. Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s: A modeling study. – Journal of Geophysical Research, vol. 117(C2), https://doi.org/10.1029/2011JC007532 .

Kharin V., von Storch H. 1991. Testing the Bjerknes' hypothesis of air-sea interaction in the North Atlantic. – Proceedings of the XV annual climate workshop, Asheville, Oct. 29-Nov. 2. 1990. – U.S. Department of Commerce, pp. 286-291.

Krahmann G., Visbeck M., Reverdin G. 2001. Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. – Journal of Physical Oceanography, vol. 31(5), pp. 1287-1303.

Liu Q., Opsteegh T. 1995. Interannual and decadal variations of blocking activity in a quasi-geostrophic model. – Tellus, vol. 47(5), pp. 941-954.

Lohmann K., Drange H., Bentsen M. 2009a. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. – Geophysical Research Letters, vol. 36(15), https://doi.org/10.1029/2009GL039166.

Lohmann K., Drange H., Bentsen M. 2009b. Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic Oscillation like forcing. – Climate Dynamics, vol. 32(2-3), pp. 273-285, https://doi.org/10.1007/s00382-008-0467-6.

Mächel H., Kapala A., Flohn H. 1998. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. – International Journal of Climatology, vol. 18(1), pp. 1-22.

Marsh R., Josey S.A., de Cuevas B.A., Redbourn L.J., Quartly G.D. 2008. Mechanisms for recent warming of the North Atlantic: Insights gained with an eddy-permitting model. – Journal of Geophysical Research, vol. 113(C4), https://doi.org/10.1029/2007JC004096.

Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. – International Journal of Climatology, vol. 21, pp. 1863-1898, https://doi.org/10.1002/joc.693.

Meinen C.S., Baringer M.O., Garcia R.F. 2010. Florida current transport variability: an analysis of annual and longer-period signals. – Deep Sea Research, vol. 57(7), pp. 835-846, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.001.

Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean. – Ed. by E.B. Kraus (Pergamon, Oxford, 1977; Gidrometeoizdat, Leningrad, 1979), pp. 175-208.

Mysak L.A., Ingram R.G., Wang J., van der Baaren A. 1996. The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. – Atmosphere-Ocean, vol. 34(2), pp. 313-343, https://doi.org/10.1080/07055900.1996.9649567.

Pacanowski R.C., Philander S.G.H. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. – Journal of Physical Oceanography, vol. 11(11), pp. 1443-1451.

Peings Y., Magnusdottir G. 2014. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. – Environmental Research Letters, vol. 9(3), 034018, https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/034018.

Penduff T., Barnier B., Dewar W.K., O'Brien J.J. 2004. Dynamical response of the oceanic eddy field to the North Atlantic Oscillation: A model–data comparison. – Journal of Physical Oceanography, vol. 34(12), pp. 2615-2629, https://doi.org/10.1175/JPO2618.1.

Piecuch C.G., Ponte R.M., Little C.M., Buckley M.W., Fukumori I. 2017. Mechanisms underlying recent decadal changes in subpolar North Atlantic Ocean heat content. – Journal of Geophysical Research Oceans, vol. 122(9), pp. 7181-7197, https://doi.org/10.1002/2017JC012845.

Polonsky A.B., Basharin D.V., Voskresenskaya E.N., Worley S.J., Yurovsky A.V. 2004. Relationship between the North Atlantic Oscillation, Euro-Asian climate anomalies and Pacific variability. – Pacific Oceanography, vol. 2(1-2), pp. 52-66.

Polyakova E.I., Journel A.G., Polyakov I.V. Bhatt U.S. 2006. Changing relationship between the North Atlantic oscillation and key North Atlantic climate parameters. – Geophysical Research Letters, vol. 33(3), https://doi.org/10.1029/2005GL024573.

Robson J., Sutton R., Lohmann K., Smith D., Palmer M.D. 2012. Causes of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid-1990s. – Journal of Climate, vol. 25(12), pp. 4116-4134, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00443.1.

Rybak E.A., Rybak O.O. 2005. Spectral structure of the North Atlantic oscillation. – Russian Meteorology and Hydrology, vol. 3, pp. 53-60.

Sarafanov A., Falina A., Sokov A., Demidov A. 2008. Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s. – Journal of Geophysical Research Oceans, vol. 113(C12), https://doi.org/10.1029/2008JC004975.

Schneider E.K., Fan M. 2012. Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part II: Diagnosis of mechanisms. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 69(1), pp. 51-64, https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-019.1.

Seager R., Kushnir Y., Visbeck M., Naik N., Miller J., Krahmann G., Cullen H. 2000. Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998. – Journal of Climate, vol. 13(16), pp. 2845-2862.

Sverdrup H.U. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 33(11), pp. 318-326.

Uppala S.M., KÅllberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A.,

Beljaars A.C.M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., Mcnally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J. 2005. The ERA-40 reanalysis. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 131B(612), pp. 2961-3012, https://doi.org/10.1256/qj.04.176.

Verbrugge N., Reverdin G. 2003. Contribution of horizontal advection to the interannual variability of sea surface temperature in the North Atlantic. – Journal of Physical Oceanography, vol. 33(5), pp. 964-978.

Visbeck M., Chassignet E.P., Curry R.G., Delworth T.L., Dickson R.R., Krahmann G. 2003. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. – The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, vol. 134, pp. 113-145, https://doi.org/10.1029/134GM06.

Walker G.T., Bliss E.W. 1932. World weather V. – Memoirs of the Royal Meteorological Society, vol. 4(36), pp. 53-84.

Wallace J.M., Gutzler D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height fields during the north hemisphere winter. – Monthly Weather Review, vol. 109(4), pp. 784-812.

Wolff J.-O., Maier-Reimer E., Legutke S. 1997. The ocean primitive equation model. Tech. Rep. No. 13. – Hamburg, German Climate Computer Center (DKRZ), 98 p.

Zhai X., Sheldon L. 2012. On the North Atlantic Ocean heat content change between 1955-70 and 1980-95. – Journal of Climate, vol. 25(10), pp. 3619-3628, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00187.1.